

海嶺域での内部潮汐の生成と伝播について

東京水産大学海洋物理学研究室 北出裕二郎 (Yujiro Kitade)

松山 優治 (Masaji Matsuyama)

1. はじめに

海洋における内部波は潮汐周期のものが卓越し、特に内部潮汐と呼ばれている。連続成層場での内部潮汐の発生に関する理論(Baines, 1973, 1982など)によれば、内部潮汐は海底が急変する海嶺や陸棚端で外部潮汐からエネルギーを受けて発生する。発生した内部潮汐は鉛直斜め方向に伝播し、海底や海面で反射するが、そのエネルギーの伝播方向と海底傾斜が一致する時、海底付近でエネルギーが

強められ、強い流れがビーム状に伝播すると考えられている(例えば、LeBlond and Mysak, 1978)。しかし、内部波に伴う流れのビーム状の伝播構造を海洋観測により捕えた例は殆どない。そこで、内部潮汐の生成と伝播過程を観測によって捕えるため、鉛直に数十層で同時に流れを測定できるADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)を用いて、1993年秋に伊豆海嶺北部(Fig.1)で観測を実施した。流速の測定と同時に、XBT (eXpendabl BathyThermograph)による水温の測定も行った。本研究では、ADCPとXBTによる観測記録を解析して内部潮汐の特性を

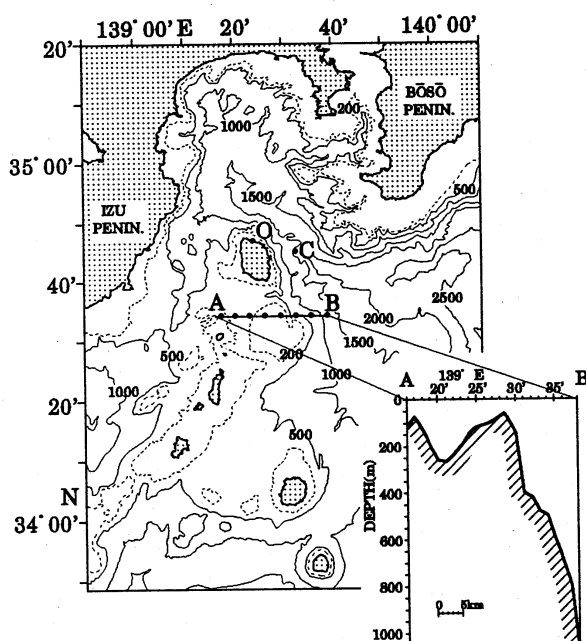


Fig.1 Bottom topography around north of Izu Ridge and location of observation section. Numerals in the figure are in meter. Inset shows vertical view of the bottom topography along the section.

明らかにし、次に解析モデル・数値モデル実験により観測された内部潮汐の特性を解釈し、内部潮汐の生成・伝播過程について考察する。

2. 観 測

伊豆海嶺北部の東側で海嶺を横切るように、 $34^{\circ}34'N$ の緯度線に沿う18マイルの測線AB

(Fig. 1)を設け、1993年10月12～13日に神鷹丸によりADCP(RD社製, 300kHz)を船速約6ノットで曳航し、AB間の反復観測を実施した。1行程(片道)に約3時間を要し、合計7行程(3往復半で約21時間)観測できた。鉛直には5m深から4m間隔で121m深まで、水平には約300mの間隔で流速記録が得られた。但し、ADCPではside lobe effectにより、海底上の十数メートルの流速は測定できない。ADCP観測と併行して、水温分布の時間変動を調べるため、XBT観測を行った。XBT観測は測線AB上を139°17'Eから約4.6km(経度で3')間隔、特に行程4, 6, 7では約2.3km(経度で1.5')間隔で実施した。船の位置はGPS(Global Positioning System)により、5秒毎に得られた。

3. 観測記録

3.1 水温記録の特徴

XBTで観測された水温記録の例として、行程(RUN)4と6の水温の断面図をFig. 2に示す。表層には約40mの厚みの混合層が、その下には季節温度躍層がうねる様に分布し、行程4と6で

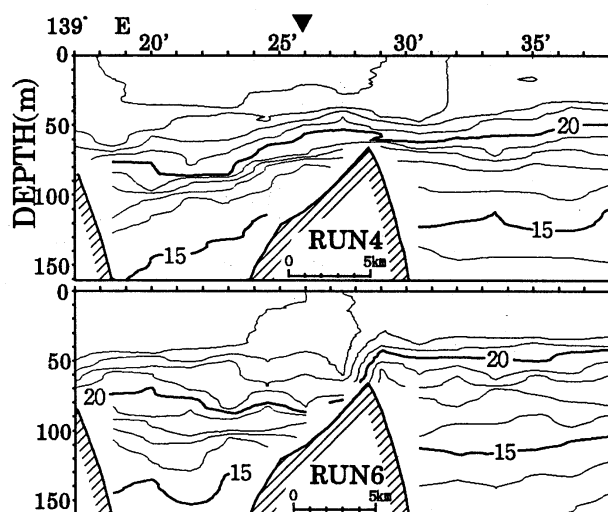


Fig.2 Vertical sections of temperature along 34°34'N. (°C)

は中央部の浅瀬上で躍層の深度が大きく変化している。行程6では浅瀬西側の80m深付近に谷から谷までの距離が5～6kmの等温線変位が見られ、その上下では変位が反転しているが、このような分布は行程4には見られない。

Fig. 3に海嶺浅瀬西側斜面上(139°26'E)の水温の時間変化を示す。躍層の中央にある20°C等温線は半日周期で変動しており、山と谷の深度差は約30mを越える。上層の24°C等温線は約6時間周期で、中・

下層の22°C以下の等温線は半日周期で変動しているため、10月13日0時頃には上下で逆位相だが、6時間後には同位相となる。また、海底付近に急峻な波形(急激な水温低下)が見られる。13日の12時頃には再び上下で逆位相の変位が形成される。

海嶺浅瀬頂上部では半日周期の躍層の大きな鉛直変動と共に、上層には振幅の非常に大きい高調波の変動が見られたが、上下で逆位相となる鉛直構造から、内部モードの現象であると判断できる。

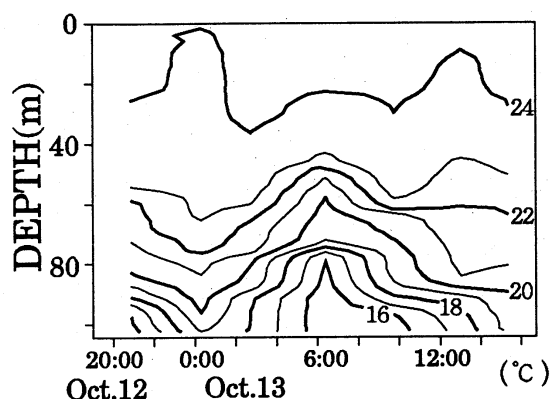


Fig.3 Time variations of temperature obtained at 34°34'N, 139°26'E.

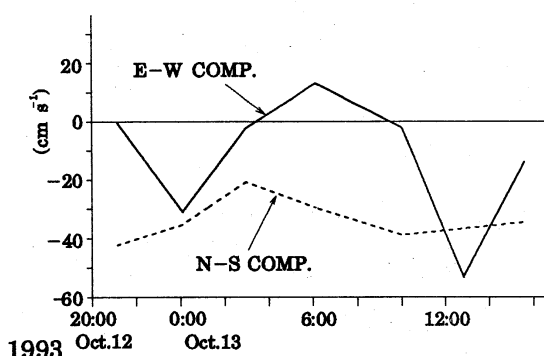


Fig.4 Time variations of E-W (solid line) and N-S (dotted line) components of barotropic current at the crest of Izu Ridge.

3.2 流速記録の特徴

ADCPの記録には潮流及び海流の順圧成分と傾圧成分が含まれている。内部モードの変動に注目するため、現象を外部モードと内部モードに分けて考える。ここでは、①5~113m深(113mより浅い地点は海底直上の測流できている深さ)までの鉛直平均流速を計算し、それを順圧流、②鉛直平均流からの偏差を傾圧流と定義する。

上記①の方法で求めた海嶺浅瀬頂上部での順圧流の時間変化をFig.4に示す。両成分とも平均流に半日周期変動が重なっていることが分かる。この流速記録を最少自乗法により調和解析すると、平均流は 191° とほぼ南向きに 34.5 cm s^{-1} であり、半日周期の潮流振幅は 29.8 cm s^{-1} 、その主軸方向は 87° と東西を向き非常に扁平な楕円を描くことが分かった。この外部潮汐流の主軸が東西方向を向き、南北に延びる海嶺の等深線(Fig.1)にほぼ直交することは、内部潮汐の生成が効果的に起こっていることを裏付けている。

浅瀬西側斜面上の等温線の時間変化(Fig.3)には10月13日0時と12時頃に上下で逆位相となる変位が見られたが、それはFig.4でちょうど西向きの順圧流が最も強い時と一致している。このことは強い順圧流が高調波の生成に寄与している可能性を示唆する。

傾圧流の鉛直分布の例として、行程4と

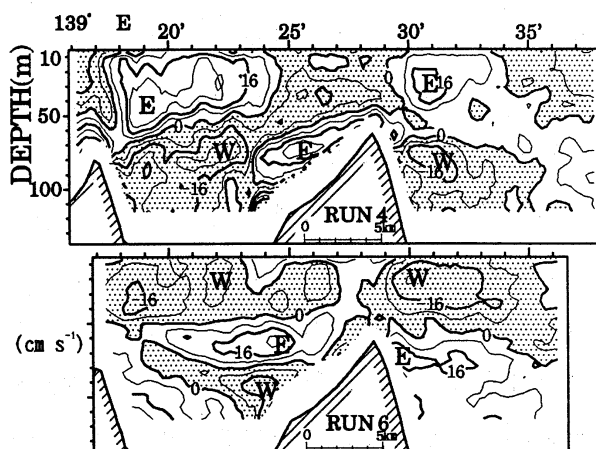


Fig.5 Vertical sections of E-W component of baroclinic current. Hatched areas show westward flow.

6の流速記録に5分間(水平距離にして約900m)の移動平均を施したものをFig. 5に示す。鉛直方向に流向が反転する2層や3層構造が見られ、強流部の流速は 24cms^{-1} 以上、上下層間の流速差は 40cms^{-1} 以上に達する。行程4の浅瀬東側では流向は上層で東向き、下層で西向きで、東向流部は東に向かって深くなっている。西側斜面上では上層で西向き、下層で東向きとなっており、東向流部は西へ向かって深くなっている。行程4の約6時間後に対応する行程6では浅瀬東側での流向は上層で西向き、下層で東向きとなり、行程4とは流向が反転している。浅瀬の西側でも同じことが言え、図示していないが他の行程でも同様に分布が変化し、半日周期変動の卓越が認められた。

以上の流速分布は内部波に伴うもので、水温断面図(Fig. 3)と対応した流れの構造が得られた。半日周期成分が卓越していることから、次に半日周期内部波の空間特性を見ていく。

4. 半日周期の流速分布

東西に $34^{\circ}34'N$ の緯度線上で経度にして $0.5'$ (約760mに相当)、鉛直に4mの格子を考え、傾圧流の東西・南北成分を各格子毎に平均する。同様の操作を全行程に対して行い、各格子毎に傾圧流の時系列データ・セットを作成した。その流速の時系列 $u(t)$ を

$$u(t) = \bar{u} + u_0 \sin(\omega t - \theta)$$

と表わし、最小自乗法により各格子毎の平均流速 $\bar{u}$ 、半日周期の流速振幅 u_0 及び位相 θ を求める。 ω は角周波数で、 $\omega = 1.405 \times 10^{-4}(\text{s}^{-1})$ とする。Fig. 6は半日周期の傾圧流東西成分の鉛直分布で、2時間毎に一周期の分布を表す。強流部と等流速線は水平よりやや斜めに傾いて分布しており、浅瀬の東側では右下がり、西側では左下がりと、傾く方向は異なるが、水平と成す角度は両側ともほぼ同じである。この傾きは浅瀬の西側斜面の勾配とほぼ一致する。浅瀬の西側斜面上に見られる左下がりの西向流部は、時間の経過にともなって全体的に上から下へ移動する。このことは流速変動の位相が上層から下層へ伝播していることを表している。

Fig. 7に半日周期の傾圧流東西・南北成分の振幅の分布を示す。東西成分の流速振幅は海嶺のほぼ全域にわたり 8cms^{-1} 以上で、浅瀬東側の20m深と75m深付近及び西側斜面直上で特に大きいことが分かる。浅瀬西側斜面直上では東西成分だけでなく南北成分の振幅も大きく、その振幅は東西成分で 20cms^{-1} 、南北成分では 16cms^{-1} を越える。

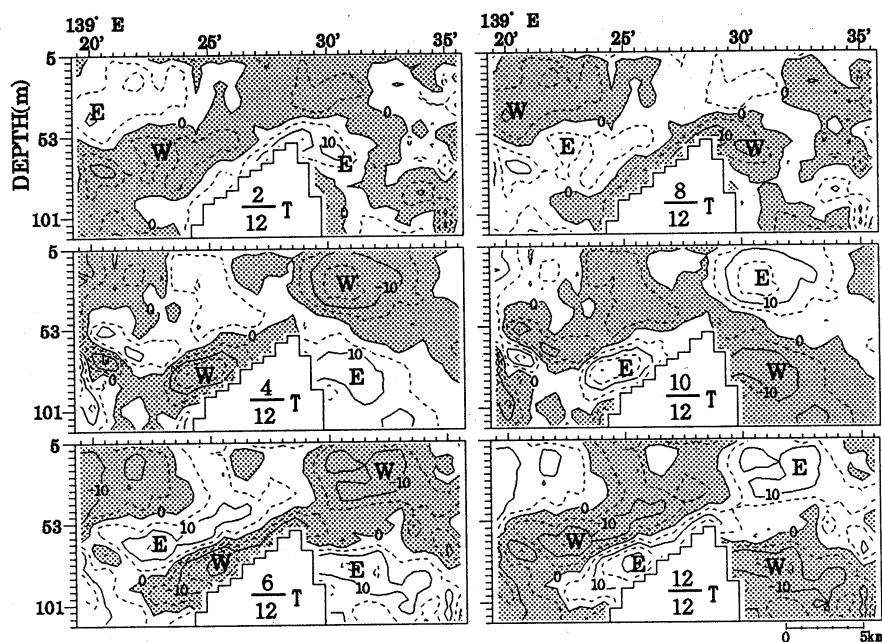


Fig.6 Vertical distributions of E-W component of baroclinic current (cm s^{-1}) in one cycle for M_2 constituent. Hatched areas show westward flow. $T=12.42$ (hours).

5. まとめと考察

内部潮汐の生成・伝播過程を捕えるため、伊豆海嶺を横断するように $34^{\circ}34'N$ 線に沿って合計7行程のADCPとXBTによる流速と水温の断面観測を行った。観測記録には内部波に伴う水温・流速変動；①海嶺浅瀬上で温度躍層全体が半日周期で変動する現象が見られ、その変位は最大30mに達していた、②浅瀬頂上部での西向きの順圧流が強いときに、浅瀬西側斜面上には上下層で逆位相の等温線変位が形成されていた、③内部モードの流れは鉛直に2～3層構造を成し、上下層間の流速差は最大で 40cm s^{-1} に達していた、等が見出された。半日周期の変動に注目して解析した結果；④傾圧流東西成分の等流速線は水平より傾いて分布し、その傾きは浅瀬の東西で符号は逆だが絶対値は等しく、浅瀬西側の海底傾斜とほぼ一致していた、⑤浅瀬西側斜面上では、流速分布(等流速線)は上層から下層へ、即ち位相が上から下へ伝播する傾向にあった、等が分かった。

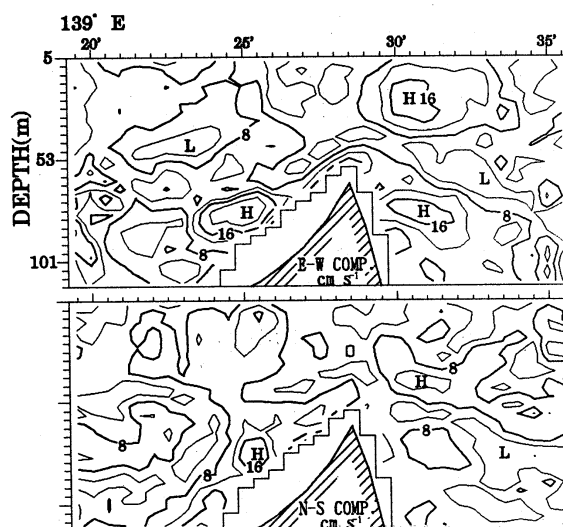


Fig.7 Distributions of amplitude of baroclinic current for M_2 constituent. Upper panel: E-W component, lower panel: N-S component.

以上の結果のうち、浅瀬西側斜面直上で傾圧流が強いことや等流速線が浅瀬の東西ではほぼ同じ傾きを持って分布していること等は、連続成層場での内部波の鉛直伝播を観測によって捕えたものであると推定される。この点について以下で考察する。

5.1 内部波の基本解による解釈

連続成層場では内部波は鉛直伝播し、その群速度の方向と鉛直のなす角度 ϕ （水平に対する鉛直の比 α ）は、

$$\cot \phi = \sqrt{\frac{\omega^2 - f^2}{N^2 - \omega^2}} \quad (= \alpha)$$

で表せる(Gill, 1982)。但し、 N は浮力振動数（基本場の密度 ρ_0 より $N^2 = -g/\rho_0 \partial \rho_0 / \partial z$ ）で、 f はコリオリ・パラメータ（地球自転の角速度 Ω と緯度 Φ より $f = 2\Omega \sin \Phi$ ）である。そこで、観測海域での半日周期内部波の α を見積る。観測時の密度場として、ADCP観測後の1993年10月18日に伊豆大島の東側(Fig. 1の測点C)でCTD(Conductivity-Temperature-Depth meter)により得られた密度から、40~100m深での N は $0.025 \sim 0.01 (\text{s}^{-1})$ であるから、 $\omega = 1.405 \times 10^{-4} (\text{s}^{-1})$ 、 $f = 8.26 \times 10^{-5} (\text{s}^{-1})$ とすれば、 α は $4.5 \times 10^{-3} \sim 1.1 \times 10^{-2}$ となる。一方、ADCPで観測された半日周期の傾圧流の傾きをFig. 6から読み取ると、 $3.5 \times 10^{-3} \sim 7.5 \times 10^{-3}$ で、密度場から推定された半日周期内部波の群速度の方向とほぼ一致することが分かる。よって、観測された等流速線の傾きは内部波のエネルギーの伝播方向、すなわち群速度の方向を示す。

次に、密度場から推定される内部潮汐の伝播・増幅機構を調べる。外部潮汐からエネルギーを受けて発生した内部潮汐のエネルギーは特性曲線に沿って伝播する。Fig. 8は $34^\circ 34' \text{N}$ の緯線上の経度で $0.5'$ （約760m）毎に海底から発射させた半日周期内部波の特性曲線（エネルギーの伝播の軌跡）の分布である。点線で囲んだ部分が観測海域である。浅瀬の西側斜面の勾配と特性曲線の傾きはほぼ一致し、浅瀬西側斜面上で特性曲線が集中している。このことは西側斜面付近で半日周期内部波による流速が強くなる可能性を示している。基本場の密度分布から理論的に見積もられた半日周期内部波のエネルギー伝播の特性は、観測された半日周期の傾圧流の分布特性(Fig. 6, 7)とよく一致する。従って、観測された傾圧流の分布は半日周期内部波がビーム状に鉛直伝播するようすを捕えたものであると判断できる。さらに、浅瀬西側斜面上では左下がりの分布が時間的に上から下へ、即ち位相が上から下

へ伝播していた。このことから、位相の伝播方向と直交するエネルギーの伝播方向は浅瀬西側下方から東側上方であると推定される。

以上の観測された流速偏差の分布や変動は定性的には半日周期内部波の基本解の性質により解釈できる。しかし、測定の間隔が長く、ADCPで得られた記録は上層の約110m以浅であること、XBT 観測の測点間隔が広すぎたことにより、内部潮汐の生成・増幅過程の詳細は明らかにできず、等温線変位に見られた内部波の振幅や外部潮汐流と内部波の鉛直構造との関係、非線形波動等の解釈は難しい。そこで次に、ADCP観測時の海況を再現するように数値実験を行い、伊豆海嶺北部での内部潮汐の生成機構・増幅過程を明らかにし、観測された内部潮汐の特性について解釈する。

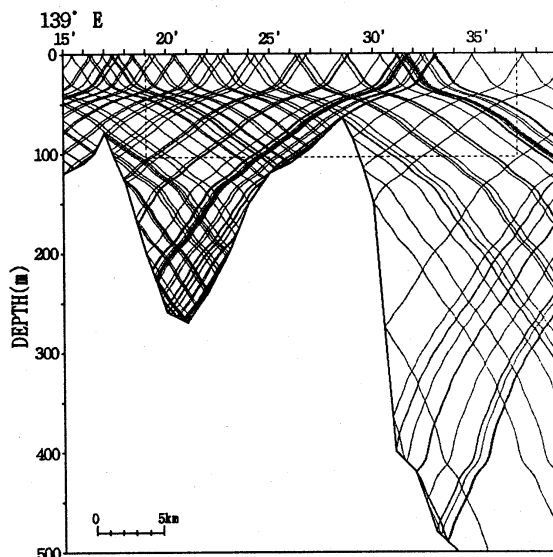


Fig.8 Characteristics of the semidiurnal internal tide generated at the bottom of 0.5' interval.

5.2 数値実験による解釈

モデル

伊豆海嶺がほぼ南北に存在し、観測では半日周期外部潮汐流の潮流楕円が東西を向いていたことから、海嶺を東西に横切った鉛直2次元のレベル・モデルを用いる(Hibiya, 1988)。

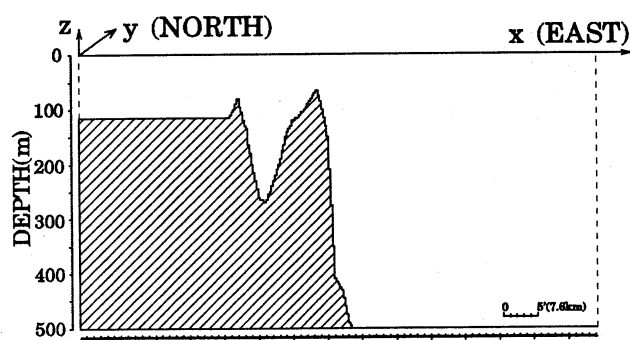


Fig.9 Computational domain and the bottom topography of model ocean.

Fig. 9の様に座標軸 x, y, z をそれぞれ東方、北方、鉛直上方に取り、計算領域として東西に約120kmの海域を考える。 x 軸方向には $34^{\circ}34'N$ 線に沿った海底地形を取り入れ、 y 軸方向は一樣とする。但し、簡単のため、 $139^{\circ}34'E$ より東は水深500m、 $139^{\circ}16'E$ より西は水深115mで一定とした。

格子間隔は水平に381m($34^{\circ}34'N$ の緯度線上の経度で約 $0.25'$ に相当)、鉛直に5mとする。この実験ではFig. 9のモデル海域両端の点線部から半日周期(M_2)の外部潮汐流のみを与え、海嶺で内部波を発生させ、発生した内部波の伝播特性を調べる。

計算には、ブシネスク近似した非圧縮流体の基本方程式、

$$\begin{aligned}\frac{Du}{Dt} - fv &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + A_h \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{Dv}{Dt} + fu &= A_h \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ \frac{Dw}{Dt} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{\rho}{\rho_0} g + A_h \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + A_v \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \\ \frac{D\rho}{Dt} + w \frac{\partial \rho_0}{\partial z} &= K_h \frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + K_v \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0\end{aligned}$$

を用いる。\$D/Dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + w\partial/\partial z\$ を表わす。ただし、\$t\$ は時間、\$u, v, w\$ はそれぞれ流速の東方、北方、鉛直上方成分、\$f\$ はコリオリ・パラメータ、\$\rho\$ は密度のパータベーション、\$\rho_0\$ は基本場の密度、\$\overline{\rho_0}\$ は鉛直平均密度である。また、\$A_h, A_v\$ はそれぞれ水平、鉛直渦動粘性係数、\$K_h, K_v\$ はそれぞれ水平、鉛直渦拡散係数である。

上式を差分化し、時間積分することによって数値解を求める。与える外部潮汐流は、海嶺浅瀬上で観測したFig. 4を参考にして、浅瀬頂上部での最大流速振幅が\$30\text{cm s}^{-1}\$になるように与えた。密度成層はCTDにより観測されたものを簡略化して用いる。\$A_h = K_h = 10^4 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}\$、\$A_v = K_v = 10 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}\$を採用した。計算は静止状態から始め、海嶺域で発生した内部潮汐が開境界に到達するまで行った。

等密度線の分布

Fig. 10は計算開始後2周期目の2時間毎の等密度線の分布を示す。密度躍層全体が傾く水平スケールの大きな変動と上下で等密度線の変位の異なる水平スケールの小さい変動が見られる。時間を追って見ていくと、浅瀬頂上付近で顕著な変化が見られるが、外部潮汐流に強く支配されていることが分かる。\$t=13, 15\$と西向きの外部潮汐流が強くなってくると、浅瀬の西側にリー波が形成され、振幅は徐々に大きくなる。西向きの外部潮汐流が最も強い時(\$t=15\$)、浅瀬の西側斜面上の△印の地点では等密度線は全層で下がっているが、▲印の地点では上下層で変位が逆になっている。これらの変位を鉛直モードとして考えると前

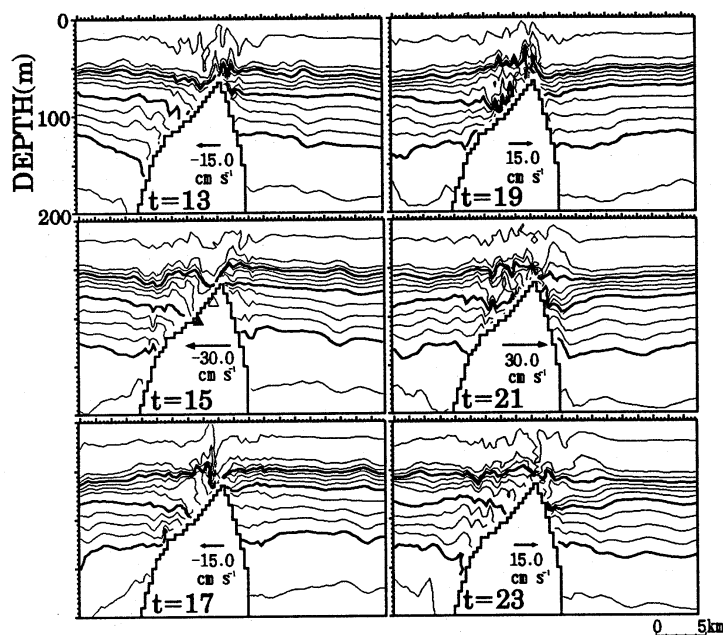


Fig.10 The vertical distributions of density. The current vectors indicate the barotropic tidal flow over the bank crest.

t=23では、t=17と比べ、浅瀬頂上部での等密度線の変位は小さい。即ち、浅瀬西側にリー波として生成された内部波は東へ伝播するが、東側に生成された内部波は殆ど西へは伝播していない。

観測結果では、西向きの外部潮汐流が強いとき、浅瀬西側斜面上(139°26'E)の地点で等温線の変位が上下層で逆になる変動が認められた(Fig. 3)。そこで、モデル海域で139°26'Eに対応する地点での等密度線の時間変化を浅瀬頂上部での外部潮汐流の時間変化と共に

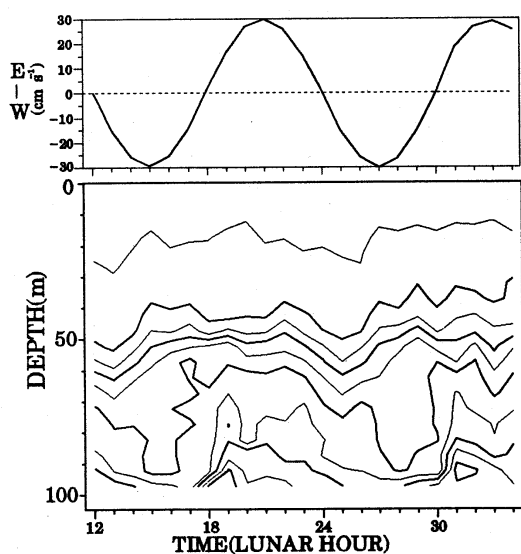


Fig.11 Time variations of E-W component of barotropic current (upper panel) at the bank crest and density contour at 139°26'E (lower panel) in the model.

者は第1モード、後者は第2モードに相当する。西向きの外部潮汐流が弱くなる(t=17)と、これらの変位は東へ移動し、それと同時に波の前面が突っ立ってくる。t=17, 19には浅瀬の頂上部に振幅の大きな波が見られるが、t=21では、この波の振幅は急に小さくなっている。東向きの外部潮汐流が強いt=21には、浅瀬の東側にリー波が形成されるが、その水平スケールはt=15の場合に比べて小さい。また、東向きの外部潮汐流が弱くなった

Fig. 11に示す。西向きの外部潮汐流が強いときに等密度線変位は上下で逆位相を示し、西向きの外部潮汐流が弱くなると、海底付近には急峻な波形が見られ、その変位は35mを越えることが分かる。等密度線の時間変化は、観測した結果(Fig. 4)と量的にも一致する。この上下で逆位相となる変位はFig. 10のt=15で見ると、浅瀬下流側に形成されたリー波の一部で、▲印の所に対応する。従って、この等密度線の鉛直構造は、外部潮汐流により浅瀬下流側にリー波が形成される過程においてできた構造であると言える。そこで、浅瀬下流側に生

成されるリー波の構造について考察する。

外部潮汐流の流速と内部潮汐流の位相速度は水深によって変化する。Fig. 12に半日周期内部波の鉛直第1～5モードの位相速度と水深の関係を示す。これはモデルに用いた密度場での各モードの位相速度 c_n と外部潮汐流の各水深での振幅 U を示す。第1モードの位相速度は浅瀬頂上付近で外部潮汐流速と同じになり得ることが分かる。ここで、内部フルード数 F_n を

$$F_n = \frac{U}{c_n}$$

のように定義する。内部フルード数が1(共鳴条件)となる地点の深さはFig. 12で各モードの内部波の位相速度(実線)と各深さでの外部潮汐流の振幅(点線)との交点の深さとなる。即ち、第1モードの波では約70m深、第2モードでは約90m深で $F_n=1$ になる。従って、基本場の流れ(外部潮汐流)の方向と反対方向に伝播しようとする各モードの波は、基本場の流れが

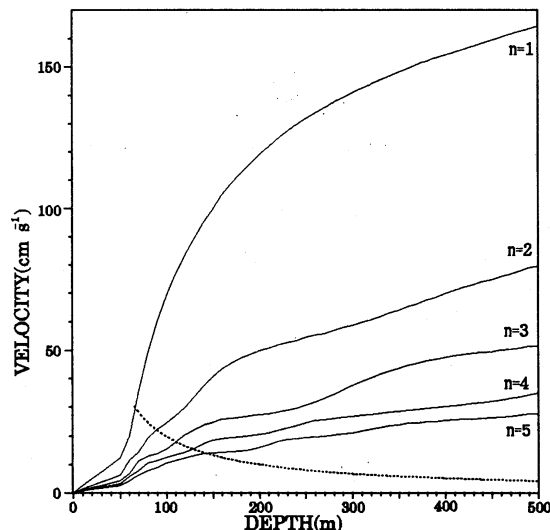


Fig. 12 Phase velocity of lowest 5 internal modes (solid line) relative to the water depth. Dotted line show the variations of amplitude of barotropic tidal flow versus depth.

強いときには、流れの上流方向へ伝播できない。しかし、より深い所では外部潮汐流が弱いため、下流へ押し流されてしまうのではなく内部フルード数が1になる地点にとどまり、共鳴を起こして内部波は大きく成長する。Fig. 10で第1モードと第2モードを示す変位の見られる(△印と▲印)地点の深さはFig. 12で実線と点線の交点の水深とそれぞれ一致する。このことから、浅瀬の下流側にはリー波が形成されるが、リー波の鉛直構造は外部潮汐流速と水深に依存していることが分かる。従って、浅瀬の東と西では形成されるリー波の水平スケールが異なっていたが、それは各モードの内部フルード数が1になる地点は浅瀬の東側では海底傾斜が急なためにほぼ同じ場所になるが、西側では海底傾斜が緩いために水平に離れた地点になることによると解釈できる。

外部潮汐流による内部波の生成は基本場の流れと内部波の伝播速度の関係によって支配されている。しかし、浅瀬の東と西では生成されるリー波の水平スケールが異なることや、リー波として生成された内部波の伝播・増幅過程が異なることは、海底勾配が浅瀬の東西で異なることに起因することが分かった。また、浅瀬の西側に生成された内部波(リー波)

が東へ伝播するときには増幅していたが、東側に生成された内部波の殆どは反射して東へ伝播していた。このことは半日周期内部波の特性曲線の分布(Fig.8)から、浅瀬の西側では海底傾斜が特性曲線の傾きに近いためにエネルギー密度が増大すること、東側では海底傾斜が急であるため海底から発した特性曲線は東方へしか行けないことと対応する。

以上のことから、海洋における内部潮汐の発生と伝播において、基本的には線形理論で十分説明できるが、内部波が増幅して巨大化した場合には非線形の効果が重要になると言える。今後観測を重ね、内部波のモード解と基本解の関係や非線形効果等についてさらに研究を進めたい。

謝 辞

観測に協力して頂いた東京水産大学の神鷹丸の船長以下乗務員の皆様、石丸隆助教授、いろいろと助言を頂いた北海道大学理学部の日比谷紀之助教授に感謝します。尚、本研究の数値モデル実験は東京水産大学情報処理センターFACOM M760/6 を使用した。

文 献

- Baines, P. G. (1973) The generation of internal tides by flat-bump topography. *Deep-sea Res.*, **20**, 179-205.
- Baines, P. G. (1982) On internal tide generation models. *Deep-sea Res.*, **29**, 307-338.
- Gill, A. E. (1982) *Atmosphere-Ocean dynamics*. Academic Press, Inc., Orland, 662p.
- Hibiya, T. (1988) The Generation of internal waves by tidal flow over Stellwagen Bank. *J. Geophys. Res.*, **93**, 553-542.
- LeBlond, P. H. and L. A. Mysak (1978) *Waves in the Ocean*. Elsevier Oceanography Series., New York, 602p.